

大陸の地殻と上部マントル*

V. V. BELOUSOV

矢部 之 男 訳

最近、地球物理学や地球化学の資料および実験データが急速に蓄積され、地質学的データとの比較によって造構圏、すなわち、地殻と上部マントルの組成ならびに物理条件がしだいに明らかになってきた。これらのデータは現在のところでは一部、矛盾するものもあり、異なる解釈を産む余地を与えている。現代地球科学の中心問題をいかに解決し、それを解決するうえでどのような道筋をとるべきか、ということを考えるうえでも、この方面でなされた成果を総括することが増々緊急な課題となっている。この論文においては、造構圏の組成とその物理条件のほか、そこで進行する主要な過程を明らかにするため、地球の深部構造に関する種々のデータの総括を試みた。本論のテーマは限られたものであって、大陸の造構圏についてのみ論ずることとする。

周知のように、大陸の造構圏は場所によって一地向斜、台地、構造活性化帯—異なる。それはまた、地向斜、その他の構造帯の発展段階に応じて異なると考えられる十分な根拠がある。既存のデータからは、現在のところ、大陸造構圏の状態について、ある程度の概括しかできない。そこで進行する過程をできるだけ完全に示すために、地殻のもっとも活発な発展段階、すなわち、地向斜中における局部的転化や広域変成作用、花崗岩化作用の段階を特徴づける条件について述べることにする。

一つの造構輪廻から次の輪廻に移り変わるこの段階に属し、かつ地殻の新しい領域を取り込んで行く過程は、地殻の構造の基礎を形造るものである。そのため、大陸地殻の組成と構造に関するもっとも一般的なモデルをこのようなアプローチによって得ることができるであろう。

造構圏の物理条件

地殻と上部マントルの圧力に関して地球物理学的に総括されたものをみても、普通、それが静水圧的であるというごく簡単な指摘しかみられない。そこで造構圏で進行する過程を考えるに当たっては、圧力の静水圧的分布という概念から出発している。

ところが、静水圧条件からの偏倚の可能性が当然問題になってくる。例えこのような偏倚が一時的で、かつ局部的な性格をもつものにして、この偏倚がかなりの大きさに達する場合には、深部過程において重要な役割を演ずる可能性がある。

ジェフリス (1960) の計算からわかるように、表層質形と地形に対応しない重力異常は、地下深部における圧力分布にごくわずかな影響しか与えていない。全般的圧力の大きな変化は、造構圏の力の場—圧縮と引張りの変化—によって引き起こされるものである。しかも、現代の構造地質学的概念によれば、造構圏が相互に補償し合っている圧力上昇地域と低下地域に分かれている、という可能性がきわめて大きい。

B. V. グズフスキー (1963) は、造構圏が垂直に運動するブロックに分かれていると考えると、そのブロックの境に全般的圧力の低下が生じ、それは上昇地塊の表面の圧力上昇によって補償されるはずである、と述べている。地向斜で起きうる運動勾配の下では、50~60 km の深さで全圧は 5~10 kb だけ低下しうる。このような静水圧からの偏倚は、深部過程に本質的な

*B. V. Белоусов: О Коре и верхней мантии материков, Советская геология, Ио. 1, p. 17~34, 1965

影響を与えることができる。我々が明らかにしなければならぬ重要な問題は、大きな勾配をもって激しい対象的な垂直運動を行なっている地域は（とくに、反対方向に動く地殻の一部が断層で境されている場合には）、同時に平均的な静水圧分布から著しく偏った地域だ、ということである。このような偏倚は差動運動の激しい時代に増大し、より静穏な造構状況が支配する時代には、このような偏倚は減少する。

最近、ある種の鉱物や岩石（とくに、エクロジャイト）の生成条件の研究から、造構圏のなかに静水圧を著しく凌駕する局地的な超高压部が存在しうる、という考えが提唱されている。このような考えを提唱したのは、V. S. ソボレフ（1961）である。この高压の原因は明らかにされていないが、それはマントル上層部におけるガスの発生と関連している可能性が非常に強い。周知のように、ガス圧によって上部マントルの構成物質を地表に流出させる火道が生ずる。

バーチ（1957）は圧力に関して異なった問題の設定を行なっている。彼は造構圏はその強度からどれくらい応力（その起源のいかんを問わず）に耐えうるか、ということ明らかにした。彼は造構圏の平均剪断強度を 3 kb として、簡単な計算から圧力は静水圧状態から最大 4 kb だけ上下に偏倚しうる、ということを明らかにした。

アッフェンとジェッソン（1963）は、静水圧からのこのような臨界偏倚がどれだけ溶融をうながしうるか、という問題を検討した。彼らの研究資料を第1表に掲げておいた。彼らは地殻やマントル中の深さに応じて異なる岩石の強度が、どのように変化するかという新しい計算値を、松島（1961）が行なった温度圧力に関する計算値と併用している。温度分布は E. A. リュビモワ（1958）の計算値を採用している。

第 1 表

深度 (km)	温度 (°C)	花 崗 岩			玄 武 岩			ヅンかんらん岩		
		S, kilobar	P, kilobar	温 度 (°C)	S, kilobar	P, kilobar	温 度 (°C)	S, kilobar	P, kilobar	温 度 (°C)
0	0	1.5	0±2.0	600±40	2.0	0±2.7	1000±27	2.0	0±2.7	1890±13
5	200	5.95	1.3±7.9	626±150	8.0	1.9±10.7	1013±107	8.0	1.3±10.7	1896±54
10	350	7.05	2.7±9.4	654±190	9.15	2.7±122	1027±122	9.15	2.7±12.2	1903±61
20	550	7.35	5.5±9.8	710±200	10.15	5.5±13.5	1055±135	10.15	5.5±13.5	1917±67
30	700	6.6	8.4±8.8	768±180	10.6	8.4±14.1	1084±141	10.6	8.4±14.1	1932±70
40	850	4.8	11.5±6.4	830±130	10.15	11.5±13.5	1115±135	10.15	11.5±13.5	1947±67
50	980	2.6	15.6±3.5	900±70	9.9	15.0±13.2	1150±132	9.9	15.0±13.2	1965±66
60	1100	0	18.0±0	960±0	9.55	18.0±12.75	1180±128	9.55	18.0±12.7	1980±64
80	1300	—	25.0±0	1100±0	8.2	25.0±10.9	1250±109	8.2	25.0±10.9	2015±54
100	1500	—	31.0±0	1220±0	6.3	31.0±8.4	1310±84	6.3	31.0±8.4	2045±42
200	1950	—	65.0±0	1900±0	0	65.0±0	1650±0	0	65.0±0	2215±0
400	2400	—	141.0±0	3420±0	0	141.0±0	2410±0	0	141±0	2595±0

この表からわかるように、あらゆる岩石に強度の極大値が存在する。花崗岩の極大値は深さ 20 km 付近にあり、玄武岩やヅンかんらん岩については深さ 30 km 付近にある。大陸においては深さ 20 km までは花崗岩が、深さ 40 km までは玄武岩が、それ以深ではヅンかんらん岩が卓越する、と仮定すると、表中の線で囲った領域に落ちる深さに伴う強度分布がえられる。すると、臨界剪断応力として表現される最大強度^{注1)} (S欄)は、地表から深さ 20~40 km にかけては 1.5 から 10 kb に増大し、200 km の深さでは 0 になる。

P欄には、平均封圧と 4/3 S に等しい封圧の可能変動値が示してある。℃欄には、その所定の深さに対応する岩石の融点と封圧にみられる最大上昇低下に応じて生ずる融点の昇降を示した。この表から、開口裂力が深さ 40 km まで発生しうるということがわかる（この深さまで封圧におきる可能な低下によって、玄武岩やヅンかんらん岩に対しては圧力が負になる）。

この表の作成者達は、これらのデータから地下深部の封圧の一時的な低下によって、広汎に溶融しうる、と考えている。しかしながら、この表に掲げられた数値に全面的に従ったとしても、このような結論を下すことは時期尚早と考えられる。実際の条件にもっともよく対応する

注1) “仮想瞬間” 強度を指す。

線で囲んだ領域についてみると、いずれの深さにおいても溶融はほとんど生じえない、とみなさざるをえない。その唯一の例外は 20 km の深さだけであって、そこでは考えられる最大引張り条件（開口裂カ）の下で花崗岩が溶融する可能性がある。なぜならば、この場合、最低溶融温度（510°C）が正常な周辺温度（550°C）より幾分低いからである。しかしながら、この例外的な場合についても疑ってかかる必要がある。地表条件下における“無水”の花崗岩の融点は 600°C ではなく、960°C であるということがわかっている。20 km の深さでは、封圧を考慮すると 1070°C まで融点が増大するに違いない（タットルとポーエン）。花崗岩が大量の水の存在下で溶融する場合には、圧力の増加に伴って融点は上昇するどころか、逆に低下する。この場合、融点は水圧 0 の地表で 960°C であっても、10~20 km の深さでは 700°C あるいはそれ以下にまで低下しうる。しかしながら、裂カの形成のような圧力の低下は、融点の低下ではなく、上昇をもたらすであろう。というのは、圧力の低下に伴って水分が蒸発し、その圧力が減少するからである。

したがって、修正の必要なこの表の検討から、封圧の低下からだけでは地殻や上部マントルの構成物質を溶融させるには不十分だ、ということがわかる。溶融が起こるには温度の上昇が必要である。この結論は深部過程を理解する上で非常に重要な意義をもっている。

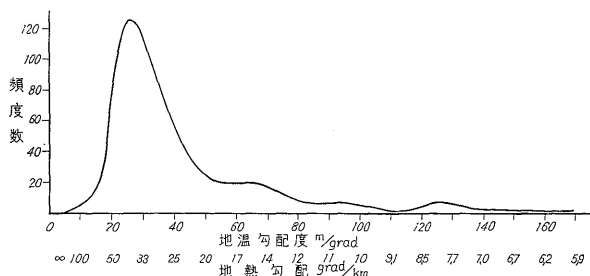
しかしながら、この結論が適用できるのは、地殻を構成する岩石や上部マントルの超塩基性物質の完全溶融に関してだけである。もしも、玄武岩がマントル物質から非共融的に融出しうると考えるか、あるいは上部マントルの組成をエクロジイト質のものと考えれば、事情は一変する。この場合、玄武岩質マグマは 50 km 以深で生じうるようになるであろう。しかも、そのためには、例えば M. V. グズフスキー（1963）が提唱したような機構に伴う引張り応力の存在が、深さ 70 km まで必要であり、80 km から 400 km までの間で予想される正常な温度条件下でも玄武岩が融出しうる。

圧力の低下はそれだけでは造構圏の構成物質の溶融の充分条件とはなりえないという事実は、マグマの晶出を伴わない多数の大型の深部裂カが地殻中に多数存在するという事実とよく合致する。

最近、火成過程や変成過程における圧力の果す役割に関する問題は、水圧がとくに大きな役割を果すということが明らかにされて以来、新しいニュアンスを帯びるようになった。しかしながら、水圧の大きさの決定は、今のところはなほだ近似的でしかない、地表から数 km の範囲では、水は地表と自由に循環するため、水圧はその水柱に等しい、と考えられる。したがって、ここでは水圧は常に岩圧よりも低い。しかしながら、さらに深い地下 4~5 km 以深では、孔隙は充填され、液圧（正確にはガス圧）は岩圧と等しくなるであろう。深さとともに水量が減ると、それに応じて水圧も低下し、その他のあらゆる条件は岩石の“無水”圧にしたいに近づいて行く。火山現象や上述の火道からわかるように、温度の上昇につれて揮発成分の圧力は、岩圧をはるかに超えるようになる。

地熱調査によれば、地表付近の熱勾配は 6~150 °C/km の間を上下し、その両端の値は 26 倍の差がある、ということがわかる。第 1 図は、地熱データの変化曲線を描いたものである。この図から、36°C/km の熱勾配、すなわち、28 m/grad の地温勾配度（geothermal grad）がもっとも多く観察されるということがわかる。この曲線の資料は、ファン・オーストランドの表から引用したものである（“地球の内部構造”，1949）。普通、熱勾配の変化は 23~50°C/km の間におさまる。すなわち、両端の勾配の変動はほぼ 2 倍の開きがある。この範囲外の熱勾配はごくまれにしかみられない。

地熱勾配が場所によって変化するのは岩石の熱伝導度の違いに関係している可能性がある。なぜならば、地熱勾配は熱伝導度に逆比例するからである。これによって、結晶質岩体で地熱勾配が低いということが説明される。例えばカナダ楕状地や南アフリカでは、熱勾配が低い（一般に 10°C/km 以下）。



第1図 地温勾配の変化曲線 (K. VAN オーストランドのデータにより作成)

結晶質岩の熱伝導度は平均 $5.3 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$ とみなすことができる。堆積岩や変成岩の熱伝導度はきわめて多種多様である。しかしながら、粘土質頁岩については、その平均値として $3.2 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$ 、石灰岩については $4.8 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$ とみなすことができる。珪岩・ドロマイト・千枚岩の熱伝導度は非常に高い(それぞれ、 11.5×10^{-3} ; 9.0×10^{-3} ; $7.0 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$)。堆積岩層を泥岩80%、砂岩13%、石灰岩7%からなると考えると(レービンソン・レッシング, 1940)、堆積岩層の平均熱伝導度として、 $3.4 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$ がえられる。古期結晶質岩体に関して、90%が花崗岩・花崗片麻岩、その他の結晶質岩からなり、残りの10%が珪岩・千枚岩・ドロマイトから構成されていると考えると、その平均熱伝導度として $5.7 \times 10^{-3} \text{ cal/sec} \cdot \text{cm} \cdot \text{°C}$ がえられる。両者の違いは、1.7倍になり、これは普通にみられる地熱勾配の変動限界値に近い。したがって、岩石の複合体の熱伝導度の違いが、普通にみられる熱勾配の変動の原因となりうる。熱勾配が第1図に示したピークの範囲外にはみだす比較的可成りな例は、熱伝導度の変化によって説明することができない。これは熱流の大きさの違いを示すものであろう。熱流の平均値を $1.2 \times 10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{sec}$ とすると、我々の数値を基とした場合、堆積岩層の熱勾配として 35 °C/km 、結晶質岩体のそれとして 21 °C/km が得られる。これらの数値は独自の方法によって得られたものである、という事実を考慮した場合、第1図に総括されているデータと非常によく合致する、と認めざるをえない。

周知のように種々の鉱物を地質学的地熱温度計として用いて、古期岩石の地熱勾配を復元するのはきわめて興味ある課題である(インガーソン, 1958; ロブリンク, 1958; メナート, 1963; ターナーとフェルファーゲン, 1961; フェルファーゲン, 1961; パート, 1957; スザデック・カルドス, 1957)。

この課題はある温度に対応するいろんな変成帯を覆っていた堆積物のもとの厚さを地質学的方法で復元することにある。

いろんな地域について、多くの研究者が行なった測定値(パート, 1936; ベデルケ, 1947; ビリングス, 1937; エレスとティレー, 1930; ユンク, 1952; ツワルト, 1962)から、広域変成作用期の地相斜では地熱勾配は、 60 °C/km から 150 °C/km の間を上下していることがわかる。このような測定値は今のところ数は少ないが、変成期における地相斜の熱勾配は普通だと考えられている現世の熱勾配の2倍から5倍も高くなっている、ということがわかる。このような高い勾配は岩石の熱伝導度の違いによっては説明できないので、その当時の地相斜中では熱流が高まっていた、ということで説明せざるをえない。

地相斜が最後のアルプス輪廻の時代よりはるかに大きな地域を占めていた時代であった始生代には、現在の大陸の大部分は同時に地相斜で覆われていた、と考えることができる。地相斜は高い熱流地域であるため、現在、大陸で占められている地域を通じて放出される熱量は、始生代においてはその後の時代よりもはるかに多かったに違いない。近似計算から始生代においては、その熱放出の最盛期に大陸表面から放出された全熱量は、アルプス輪廻における熱放出量の約2倍であったに違いないことがわかる。E. A. リュビモワ(1958)の計算によれば、

25億年前の地表における熱流は現世のほぼ3倍に達していた。この値はおそらく大きすぎると考えられる。なぜならば、この値からでは、現世の熱流量が余りに大きくなりすぎるからである (2.3×10^{-6})。したがって、始生代の地表における熱流量が現世のその2倍で、その広域変成作用期にはほとんど地表の全域にわたって地熱勾配が現世の“正常”な勾配より5倍も高かった、という結論は正しいように思われる。

広域変成作用と花崗岩化作用

地殻中には通常、堆積岩層、“花崗岩”層、玄武岩層が識別されている。地震学者がいう“花崗岩”層は結晶質楕状地では地表に露出しているの、その組成について判断が可能である。それは約50%が片麻岩を主とする変成岩からなり、残りの約50%は花崗岩から構成されている。これはバルト楕状地の東部について、S. P. ソロビエフが行なった計算結果である。

その下位にある玄武岩層の組成に関しては、最近、深刻な疑義が生じている。この疑義を提唱した最初の人、おそらくミショー (1955) で、彼は玄武岩層は斜長岩から構成されている、という考えを提唱した。I. A. レザノフ (1962, 1, 2) は古期岩層の厚さに基づいて、多くの場合、玄武岩層の位置には始生代の変成岩が存在するに違いない、と考えた。深部地震探査の結果から、ほとんど水平な境界で境されるいくつかの層に地殻が細分される、ということがわかった。このことは、地殻が複雑な構造をもつということと矛盾する (エゴルキン, 1962; リトビネンコとニエクラソフ, 1962; フォメンコ, 1962)。このことから、このような層はその構成物質の変成度の差異を反映するものと考えられることができる。同じような考えを、例えば I. P. コスミンスカヤと Yu. V. リズニチェンコ (1963) が発表している。

最近、主として実験によって、変成作用と花崗岩化作用の条件を理解するうえで、大きな成果がえられている。それによって、融点を低下させる水の大きな役割といろんな変成反応の大きな意義が明らかにされた。このような研究結果は、これまでのところ、総合的な研究報告のなかでは部分的にしか取り上げられていない (例えば、メナート, 1963)。この種のいくつかの研究においては、天然のものに類似した人工的な珪酸塩系が用いられ、また別の場合には、天然の岩石について直接実験が行なわれている。第1群の実験では、外的条件を正確に規制することができ、第2群のそれでは、精度は若干おとるが、自然環境に近い条件がえられる。

とくに興味があることは、ウィンクラーとプラテンの行なった堆積岩の加熱実験である (ウィンクラー, 1957, 1960, 1961, 1, 2, 3)。彼らは主として泥岩について静水圧下におけるほぼ7.5 kmの深さに対応する2000 barの水圧下で実験を行なった。それによって、変成岩の全系列がえられた。緑色片岩相の岩石は、550°C以下の温度でえられ、角閃岩相の岩石は520~720°Cの間でえられた。700~740°Cのもとでは岩石の溶融が生じ、源岩の組成に応じてアブライトから典型的な花崗岩を経てトーナライトに至る組成を有する融溶液が連続的に生ずることがわかった (非石灰質泥岩は石灰質泥岩よりも酸性の融溶液を生じ、石灰質泥岩は硬砂岩よりもより酸性の融溶液を生じた)。どの実験においても、部分溶融によって岩石はミグマタイトに変わり、融溶液の量が50%に達すると、このミグマタイトは均質な花崗岩質岩石に変わった。

タットルとボーエン (1958) が行なった花崗岩の成分に近い人工溶融実験によって、水圧の上昇に伴って必ず融点の低下が起こる、ということがわかった。さらに、花崗岩の組成は共融混合物に近いこともわかった。

実験結果から得られた花崗岩化作用に関するあらゆるデータを総括してみると、花崗岩は完全に2~4 kbの水圧(7.5~15 kmの深さに対応する)と650~740°Cの温度のもとで、堆積岩および変成岩、さらにより古い花崗岩が再溶融することによって生じうる、という結論がえられる。このような温度が、それぞれの深さで存在するには、地熱勾配は45~100°C/kmが必要である。しかしながら、ある場合には花崗岩が約5 kmの深さでも生ずる、と考えることができるような地質学的なデータがある (ギンズブルグとロジオノフ, 1960; ガルジェフスキーとコ

ゼレコ, 1963; コゼレンコ・ラジコ, 1956; クシュナレフ, 1961など)。この場合には, 150°C/kmの地熱勾配を必要とする。上にあげた地質温度計のデータから判断すると, これらの地熱勾配はすべて地向斜条件のなかで存在しうるけれども, これらの条件のうちの最後の値は, おそらく限界に近いものであって, 5 km という花崗岩の生成深度は最低のものだと考えられる。このレベルから深くなるにつれて, 水が十分に存在する間は, 花崗岩化作用の条件はよくなる。さらに深さが増し, 水の量が減少すると花崗岩化作用の条件はふたたび悪化する。なぜならば, この過程を生ずるに必要な温度が“無水” 溶融温度レベルまで高まるからである。

いろんな変成度の変成岩の組成を比較してみると, より低度の変成相からより高度の変成相に移るにつれて, 岩石は水分と珪酸分を失う, ということが容易にわかる。これはN. A. エリセーエフ (1959) がその総括論文のなかで記載している反応からよくわかる。水と珪酸は緑色片岩相から角閃岩相, 角閃岩相からグラニュライト相へと移るにつれて, 失われてゆく。この過程に伴って, 雲母は角閃石に置換され, 角閃石は輝石に置換されると同時に斜長石の塩基度が高まる。同様の変化は同じ相のなかでも低温相から高温相へと移るにつれて起こる。同様に, 塩基性のマグマからエクロジヤイトが生ずる際にも水と珪酸が分別される。なぜならば, これら2つの成分の含有量はエクロジヤイトよりもはるかに高いからである。

したがって, 累進広域変成作用の過程で, 脱水作用と脱珪酸作用が起こる。ケネディ (1957) が指摘しているように, 脱水作用は温度圧力の上昇に伴って, 溶融液中の水分含量が低下し, したがって, 水はより高温高压の領域からより低温低圧の領域, すなわち, エクロジヤイトおよびグラニュライト相からより低変成度の領域へと移動することと関連している。ガス状の水のなかにおける珪酸の溶解度は圧力とともに増大するので (ケネディ, ほか, 1962), 珪酸も水と一緒に移動する。

これに関連して, 変成相は次の2群に分けることができるであろう。すなわち, 一方では水分が源岩よりも多いか, あるいはそれと同程度含まれており, 他群では源岩よりも水分は少ない。第1群に属するものとして, 平均4%の水分を含む緑色片岩相と1~2%の水分を含む角閃岩相がある (F. ベティジョン, 1949によれば, 変成作用をうける前の堆積岩は2~3%の水を含む)。第2群に属するものは, グラニュライト相 (水分0.35%) とエクロジヤイト相 (水分はほとんど0に近い) である。

このような考えから出発すると, 花崗岩化作用にもっとも適した条件が角閃岩相の領域にある理由, すなわち, その帯の上下では花崗岩化作用に必要な温度が不充分である, ということが明らかになる。すなわち, 角閃岩相より上位では地表に向かって温度の全般的な低下が起きるために, 温度の不足が生じ, その帯よりも深いところでは, 水分が少ないために温度の不足が生ずる。以上のデータ全体から, 花崗岩が融出する最低温度は, 深さ5~20 kmの間にあるはずである, ということがわかる。10~15 kmの深さが花崗岩の生成に最適である, と考えることができる。

したがって, 広域変成作用に伴って独特の地殻物質の分化作用が生ずる。すなわち, 上部では超変成作用の結果として片麻岩化作用と花崗岩化作用とが進行し, 深部ではそれを補なうべく脱花崗岩化作用が進行するはずである, という結論がえられる。片麻岩化作用と花崗岩化作用は珪酸と水の集積に伴い, 脱花崗岩化作用はこれらの成分の消失を伴う。もちろん, 脱花崗岩化作用帯では, 残留生成物, いわゆるキンチジャイトが集積するはずである。メナート (1963) は, この帯にざくろ石・堇青石・珪線石・鋼玉などの濃集がみられるはずだ, と述べている。ある種の研究者は, グラニュライト相の岩石 (ざくろ石を伴う輝石片麻岩や堇青石片麻岩) をこの残留岩に属させている。例えば, ノイエ・ニューゴールドによれば, グリーンランドにみられる残留岩は, 紫蘇輝石片麻岩 (メナート, 1963) であり, インドでは脱花崗岩化作用によって, 黒雲母-堇青石-鋼玉質岩石が生じた (“地球の内部構造”, 1949)。さらに残留岩としてカーノックイトと斜長岩があげられている (ミショー, 1957; クエンゼル, 1950; シューラー,

1949; ウィンクラー, 1940)。しかしながら、後者の岩石の産状からみて、それはおそらくグラニュライト相の片麻岩の局部的溶融の結果生じたものと考えた方がよさそうである。最後に、脱花崗岩化を受けた岩石はすでに著しく推測の範囲を超えており、その組成については憶測で済むに過ぎない。

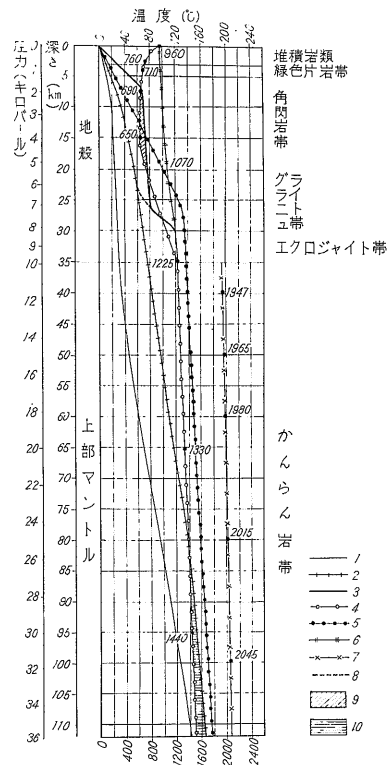
地下深部の火成岩

上部マントルで起きる、より深部の過程のうちで、もっとも重要なのは玄武岩組成の塩基性マグマの生成である。このようなマグマの発生源は、明らかに上部マントル中にあり、その発生深度は20~60km、あるいはそれ以上とされている(ゴルシュコフ, 1958; ターナーとフェルブーゲン, 1961; 久野, 1950と1960)。

現在のところ、もっとも広く受け入れられている観点によれば、上部マントルを構成するかんらん岩から玄武岩が非共融的に融出するものとされている(ピノグラードフ, 1959, 1962; ターナーとフェルブーゲン, 1961; シャインマン, 1961など)。ある種の研究者は上部マントルの組成はエクロジヤイトだとしている(ケネディ, 1961; ロベリング, 1958; ウィーリー, 1963)。以前には筆者もこの見解を支持していた(ペローソフ, 1960, 1962)。しかしながら、この説に対して強力な反論が提唱されている。例えば、玄武岩からエクロジヤイトへの移行条件に関するデータから、大洋地殻の直下ではエクロジヤイトが生ずることはできず、玄武岩熔岩中に上部マントルから由来したとみられる非常に均一な化学組成を有するかんらん岩質の捕獲岩がみられるのに対して、エクロジヤイトの捕獲岩は非常に少ない、ということがわかっている。すなわち、上部マントルがかんらん岩組成を有すると仮定すれば、各種の玄武岩や超塩基性侵入岩の生成をより説明しやすくしうる(サフノ, 1963; シャインマン, 1961; 久野ほか, 1957; ロス, 1954; ティレーとボーエン, 1958など)。これらの見解を考慮して、筆者は上部マントルの初生的エクロジヤイト組成説を否定した方がよいと考えている。後述することからもわかるように、上部マントル中に2次的エクロジヤイトが多量に存在する可能性が高い。

ヨーダーとティレーの有名な研究から(ヨーダーとティレー, 1962)、すべての玄武岩は水圧が1400barを超えると不安定になり、角閃岩に変化する、ということがわかる。したがって、玄武岩は無水環境で融出するに違いない。

エクロジヤイトも水分があると不安定であるから、それが地殻の深層部に存在するという事実も無水環境を支持している。しかしながら、後者を絶対的なものとみなす必要はない。上部



1. 最小正常(台地)の温度
2. 最大正常(台地)の温度
3. 部分的進入期の地角斜温度
4. 地殻上部の花崗岩および地殻下部(水分存在下の), 上部マントルの玄武岩類の融出温度
5. 全体的進入期の温度
6. 地殻中の“無水”の溶融温度
7. 上部マントル中の超塩基性岩類の完全溶融温度
8. 地角斜から台地への移行温度
9. 花崗岩化の領域
10. 玄武岩の恒常的融出温度

第2図 大陸地殻および上部マントルの熱的状态を示すダイアグラム

マントル中では、塩基性溶融液を飽和させるに必要な水分(例えば0.5%)よりはるかに少ない水分しか存在しえない可能性が高い。

かんらん岩から玄武岩が分別する機構に関しては、久城と久野の興味ある研究がある(久城と久野, 1963)。彼らの考えによれば、異なる組成の玄武岩は同じかんらん岩から異なった深さで生ずる、という。すなわち、比較的酸性の玄武岩はより塩基性でアルカリ性の玄武岩よりも浅いところで生ずる。これは異なる圧力のもとで部分溶融によって、異なる比率の組成成分が溶融することに関連している。

造構圏を支配する一般的条件

さて、ここで第2図をみてみよう。この図の縦軸には、深さと静水圧を示した。横軸には温度単位を示してある。ここに図示した曲線のうちの2つは、E. A. リュビモーフ(1958, 1959)の2つの計算値に対応する“正常”温度の分布曲線である。さらに物質の溶融温度曲線も描いてある。地殻の領域(深さ35 km以下)では、一つの曲線は花崗岩の“無水”溶融温度を示し、もう一方の曲線は水圧下における溶融温度(したがって、花崗岩化作用の温度)を示している。これから水は深さ20 kmまでは重要な役割を演ずるが、それ以深ではその影響が急速に減衰することが予想される。この2つの曲線は地殻基底部の玄武岩の“無水”溶融点で一緒になる。水圧下における最低融点は上記のデータによれば、10~15 kmの深さにある。

地殻の基底よりも深い部分では、上記の2つの曲線の延長として1つの曲線がのび、かんらん岩層からの玄武岩の融出温度、あるいはエクログジャイトの融点を表わしている。この曲線よりずっと右よりのいま1つの曲線は、かんらん岩物質の完全溶融温度を示している。

以上に述べたすべての曲線の配置から、“正常”な温度分布のもとでは、地殻中では溶融が起きえない、ということがわかる。さらに、地殻の最下層部ではじめて最初の変成反応が生じうる。このように、“正常”な温度分布は必して地殻発展の活性化段階に対応するものではない。これは明らかに静穏な台地段階に対応するものである。しかしながら、約80 kmおよびそれ以深の上部マントル中においては、“正常”温度曲線は玄武岩の融出温度曲線と交じわる—1つは約80 kmの深さで、もう一つは120 kmの深さで—。したがって、これらの深さでは静穏期においても常に玄武岩が生ずる地帯が存在することになる。

この帯は一体なんであろうか、久城と久野(1963)の研究によれば、上部マントルの初源物質の5%がその非共融的な融出によって生じた玄武岩で置換されているに過ぎない。したがって、玄武岩の融出帯は固体のかんらん岩に分散する小さなごく少数の玄武岩の液泡からなるエマルジョンであるに違いない。このようなエマルジョンは弾性波の伝播速度が連続的なかんらん岩に較べ、幾分小さいものと考えられる。したがって、これは地震学的データによって上部マントル中に知られている低速度層に対比される。この低速度層は大陸下では約100~250 kmの間の深さにみられ、大洋下においては50~400 kmの深さで観測される。これらの諸条件のなかで、“グゾフスキー効果”による造構圏を構成する地塊の激しい差動運動の影響を考慮すると、低速度層^{注2)}の曲線は50 kmのレベルまで上昇する可能性がある。これらすべてのデータの近似性を考慮すると、これらの値の一致はよい方だとみなされねばならない。

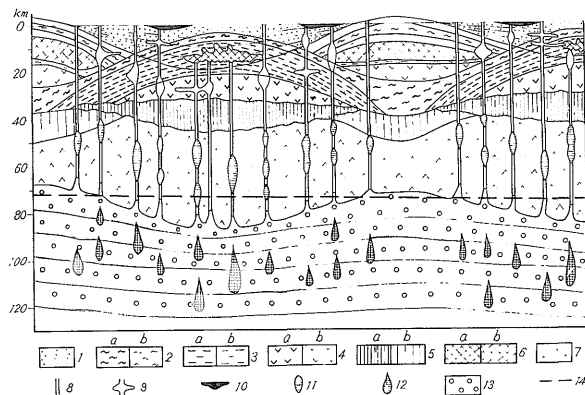
低速度層の構成物質はそれを覆うかんらん岩よりも幾分密度が低い(約0.03 gr/cm³だけ)、浮び上ろうとする方をもっているに違いない。しかしながら、密度差は非常に小さく、物質の粘性もごく大きいため、この浮上過程は著しく阻害されるであろう。低速度層とその被覆層との間にみられる密度の逆転に関連した不安定性は、まず、同様の条件下にある堆積岩中に注入褶曲—ある地点から物質が水平に流出し、別の地点にそれが集積する—を生ずるような型の移動を低速度層中に引き起こすに違いない。それに伴って低速度層は波状を呈するであろう。

注2) Волноводa (volnovoda) → 英語にすれば wave-guide となり、いわゆる地球物理学上でいわれている“低速度層”を指す。

さらに、玄武岩が分離して、それが大きな塊りに集積し、浮力によって独自に上昇できるような機構が必要である。かんらん岩から分別した玄武岩泡の容積は非常に小さく、また相互に遠くへだたって分散しているため、そこに生ずる浮力は著しい運動を引き起こすことはできない。しかしながら、深部裂カ帯において低速度層の構成物質のすべてが動きだし、それに造構的衝撃や運動が加わると、玄武岩は巨大な塊りに成長することができやすくなるであろう。その際、裂カ帯においては玄武岩は、アステノリスを形成し、その背後に残留性の重い物質からなる“アンチアステノリス”を残しながら独自に浮上することができるようになる。これらの条件を模式化して第3図に示した。この図では堆積岩で充填された沈降部の下位の部分に注目されたい。

相前後して上昇するアステノリスは、周囲の媒質の温度を高めるため、溶融玄武岩の温度に近くなる。

さらに、玄武岩質アステノリスの一部は裂カ帯に沿って急速に上昇して地表に流出するものと考えられる。また、その一部は移動過程で地殻や上部マントルのなかで生じた“沈殿槽”のなかに停められる。そのうちで地殻中に停まったものは、その場の静穏な環境の下で分別作用をこうむる。正しく、これらの条件下で玄武岩の分別産物として初生的花崗岩の一部が生じ、今のところ、地殻中では花崗岩化作用による花崗岩の生成に役立つ堆積物が不十分であったと考えることができる。また、途中で停まっている玄武岩マグマが行なう周囲の岩石からの溶液、とくに水の吸収作用も重要な過程である。



1-堆積岩類；2-緑色片岩相の変成岩類 (a-現在のサイクル, b-以前のサイクル)；3-角閃岩相の変成岩類；4-グラニュライト相の変成岩類；5-エクロジャイト；6-アナテクシス的花崗岩；7-上部マントルのかんらん岩；8-マグマ上昇の通路の役割をなす深部断裂；9-深部マグマが分化を生ずる中間の結果；10-地表における噴出流；11-上昇する玄武岩質アステノリス；12-かんらん岩からの玄武岩の融出による“アンチアステノリス”の残留物質；13-低速度層の上部層 (地殻斜段階)；14-等地温条件：玄武岩質アステノリスの融出の上部領域

第3図 地殻斜における深部過程を示す総合模式図

上部マントル中に停まった玄武岩質マグマはそこで固結して、エクロジャイトに変わり、その岩体が上部マントルの構造を複雑化させた。

大部分のアステノリスは地殻基底部に停ったと考えることができる。これは正しく、ここで玄武岩がその供給源である上部マントルのかんらん岩質媒質から分離した、ということに起因するものである。さらにそこでは玄武岩の密度は周囲の岩石の密度よりも高くなり、さらにその熱によって周囲の岩石を溶かしだし、玄武岩より急速に上昇しながらその進路をはばむより酸性の物質を作り出すことが、その原因となっている。

地殻基底部に停まったアステノリスは冷却し、その熱を放出して固結する。エクロジャイト

の生成条件に関する知識に基づいて、この場合、玄武岩は主としてエクログジャイトの形で固結し、しだいに地殻基底部にエクログジャイトを形成すると考えられる(第3図の沈降部の下をみよ)。

停まったアステノリスによる周囲の岩石の加熱によって、一貫した変成反応系列が生じた。それにより、変成相帯が生じ、しだいに継続的に上昇して、さらに地殻の上層をこれに巻き込んだ。もっとも著しい加熱をうけた地殻深層部においては、水と珪酸の逸脱、すなわち、脱花崗岩化作用が起こってグラニュライト相の脱花崗岩化作用をうけた岩石が発生した。

ここに生じた上昇熱水溶液は、地殻の温度分布に重要な役割を演じたに違いない。なぜならば、その溶液と一緒に熱が上昇し、これらの溶液が通過した地殻の有効伝導度を著しく高め、そこに緩い熱勾配を発生させたに違いないからである。

このような例を第2図では局部的転化期に対応する“地向斜”性温度曲線として表現してある。この曲線は地殻基底部に停まっているアステノリスの直上の温度の急低下部を過ぎると、上に向かってごくゆっくりと温度が低下するような部分になる。これはわれわれの考えによれば、地下深部で脱花崗岩化をうけた岩石に源を發する上昇溶液によって熱の運搬が行なわれる帯に相当する。この部分では、温度曲線がゆるくなるため花崗岩の融出温度曲線を切り、この帯に片麻化作用や花崗岩化作用が出現できるようになる。これは角閃岩変成相の發達領域で起こる(第3図参照)。この図では、花崗岩化帯は下部の約20kmの深さにはじまって、約7kmの深さにまでひろがっている。ここでは上昇溶液は消耗しつくされ、それが運んできた熱の周囲の空間へと發散する。そこから温度は地表に向かって一様に低下し、地表付近では“正常”熱勾配の約3倍の熱勾配が生ずる。これは前述したように、変成期の地向斜中にみられる熱勾配の範囲におさまるものである。

今や前に予告しておいたように、このモデルはすべて地向斜状態のもっとも活発な段階に関係するものだ、ということが明白である。もっと厳密に言えば、これは局部的転化の段階に関連するものである。地向斜の他の發展段階では、種々の過程はもっと不活発で、より高次の変成作用や花崗岩化作用を引き起こすことはないであろう。ましてや台地状態においては、これらの諸過程は比較にならないほど穏やかであろう。われわれの図式に転化期を選んだのは、この時期が大陸地殻の活発な發展段階に対応した諸過程のより大きな多様性を表わしているからである。

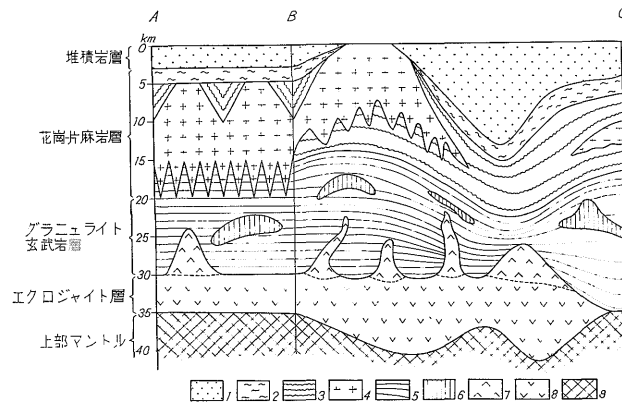
第2図にはここで述べなかつた曲線(例えば、全般的転化段階の温度分布曲線)も描かれていることを付け加えておこう。また、第3図でもここで解析しなかつた要素がある。大陸造構圖の發達史を論じた別の論文で、これらの模式図に立ち返ってより完全な考察を加えたいと考えている。

大陸地殻の構造と組成

深部過程に関する上述の考えに基づいて、大陸地殻の構造と組成のモデルを組立てることができる。このようなモデルを模式的に第4図に示した。左側には平均化したモデルを示し、右側には平均モデルからの局部的に起きうる偏倚を示してある。

最上部には平均層厚3kmの堆積岩層が横たわっている。さらにその下位には地震学者が“花崗岩層”と称している層が横たわる。そのなかには緑色片岩相と角閃岩相の岩石帯が区分されている。花崗岩それ自体に関しては、10kmから20kmの範囲にその連続層が予想される。前述のように、この深さが花崗岩化作用にとってもっとも適した領域である。この領域の上下に個々の円錐状岩体の形で尖滅する花崗岩を予想している。花崗岩は上部に向かっては5kmのレベルで消滅し、下部に向かっては20kmのレベルで尖滅している。その後の沈降上昇に伴って、現在、觀察されている花崗岩の發達深度は初生的な深さからは著しくはずれている可能性が当然予想される。

大陸の地殻と上部マントル (矢部 之男訳)



第4図 大陸地殻の模式構造図

A, B: 平均的な構造; B, C: 地殻各層の厚さの変化がみられる領域

1: 堆積岩類; 2: 緑色片岩相の変成岩類; 3: 角閃岩相の変成岩類; 4: 花崗岩; 5: グラニュライト相の変成岩類; 6: 斜長岩およびカーノックタイト; 7: はんれい岩質進入体; 8: エクロジャイト; 9: 上部マントル

さらに、それよりも深いところに主としてグラニュライト相の岩石からなる脱花崗岩化された岩層の存在を予想している。この層を伝わるもっとも確率の高い地震波速度を明らかにするには、実験データに頼らざるをえない。この層中では塩基性の斜長石が重要な役割を演じていると考えられるので、斜長岩中における伝播速度の実験データを用いることができる。パーチ (1958, 1960—1961) のデータによれば、斜長岩はそれに個々の温度圧力条件下では、6.6~7.1 km/sec の縦波速度を有しているはずである。岩石中にざくろ石が混じっていることを考えると、速度は7.3 km/sec まで増大する可能性がある。これは完全に“玄武岩”の速度で、“玄武岩層”は主として脱花崗岩化層だとするわれわれの考えが地震のデータとも矛盾しないことが容易に読みとれるであろう。

しかしながら、この層の構造は幾分複雑だと考える必要がある。ミシヨー (1955, 1, 2,

第 2 表

深度 km	組 成	密 度 g/cm	地震縦波速度 km/sec	層 の 名 称	
				実 在	推 定
3	堆 積 岩 類	2.5	2.0~5.0	堆 積 質	堆 積 質
5	緑色片岩相の岩類	2.8	5.5~6.5	花 崗 岩 質	花 崗 岩 — 片 麻 岩 質
10	50%—角閃岩相の片麻岩 50%—花 崗 岩	2.7			
15	花 崗 岩	2.6			
20	50%—花 崗 岩 50%—グラニュライト相 の岩類	2.8			
30	グラニュライト相の岩類 およびはんれい岩の進入 体	2.9	6.4~7.3	玄武岩質	グラニュライト—玄 武岩質
35	エ ク ロ ジャ イ ト	3.3	7.4~8.0		エクロジャイト質
	か ん ら ん 岩	3.3	7.9~8.4		

1956, 1957) はその一連の論文のなかで、地殻の深部帯では塩基性侵入岩の役割が増大するという証拠を提示している。E. V. パブロフスキー (1962) が早期の地質段階における地殻の発展特性に関して、表明した見解も同様の結論に導びく。地殻のもっとも深い部分にエクロジャイトが存在するというのもこの考えに導びく。したがって、脱花崗岩化層の岩石は巨大な塩基性 (はんれい岩質侵入岩) の侵入岩体に貫かれていると考えられる。もっとも、この侵入岩体は地震波速度が周囲の母岩と似ているため、地震学的には識別しえない。

多くの場合、地殻の基底部に深部地震探査によって $7.4 \sim 7.8 \text{ km/sec}$ の縦波速度を有する薄い層が識別されている。クック (1962) はこの層の詳しい記載を行なっているが、彼はそれをマントル物質と地殻物質の混合物とみなしている。バーチ (1960—1961) は $6 \sim 10 \text{ kb}$ の压力下では、温度の影響を考慮した場合、エクロジャイト中の地震波速度は平均 7.4 km/sec に等しいと、実験データから指摘している。もしも、この数字が正しいとすると、“クックの層” はマントル中から上昇してきた玄武岩質アスチノリスが、地殻基底部に固結したために生じたエクロジャイト層とみなすことができる。しかしながら、この数値の信ぴょう性に疑義が表明されている。用いられたエクロジャイトがディアフトリシスの過程によって“弱められ”ている可能性があるため、実際には埋積状態にあるエクロジャイトは 8.0 km/sec に近い地震波速度で特徴づけられるに違いない。もしもそうだとすれば、“クックの層” はその中に含まれているエクロジャイトのポケットや侵入岩体を伴う脱花崗岩化層の下方伸長とみることができる。

最後に、地殻中に識別されるいくつかの層について簡単にふれておこう。花崗岩層と称されている層は、その組成からみてむしろ花崗片麻岩層と称した方がよい。玄武岩層のかわりにグラニュライト、塩基性岩層とすることができるし、最後に下部層を簡単にエクロジャイト層と呼ぶことができよう。

第 2 表には、大陸地殻に関するわれわれのモデルを表示した。

造構圏の組成と構造に関するこの概念は、一般化されたものだというを再度強調しておこう。われわれのモデルは造構圏の発展段階で起きたすべての歴史的変遷の結果とみなすことができる。

次の段階では、造構圏の発展段階をさらに細分し、地質学的進化の過程でのその構造の変化と発展を追跡しなければならない。ここではまったくふれなかった大洋の造構圏についても多くの疑いが残されている。